

高浜撓曲と横須賀断層の間の断層空白域における反射法地震探査 Seismic reflection survey at the fault blank area between the Takahama Flexure and the Yokosuka Fault

伊藤 忍^{1*}
Shinobu Ito^{1*}

Abstract: We conducted seismic reflection survey at the fault blank area between the Takahama Flexure and the Yokosuka Fault in Nishio City. As the results of the survey, we could not see obvious structure that suggests existence of faults toward the southeast of the Takahama Flexure. Obvious structure that suggests existence of faults could not be seen also at the survey line in expectation of crossing the Yokosuka Fault. There is little possibility that the Takahama Flexure extends to the Yokosuka Fault as concealed fault near the surface although it is not impossible to deny that the Takahama Flexure extends to the Yokosuka Fault.

Keywords: seismic reflection survey, Takahama Flexure, Yokosuka Fault

要 旨

愛知県西尾市の、高浜撓曲と横須賀断層の間に位置する断層空白域において反射法地震探査を実施した。また、初動のデータを用いて屈折法解析を行った。その結果、高浜撓曲の南東延長には、断層の存在を示唆する構造は認められなかった。また、横須賀断層を横切ると予想される測線においても、断層の存在を示す構造は認められなかった。高浜撓曲と横須賀断層が地下深部で連続していることを否定するものではないが、両断層が地表付近の伏在断層として屈曲して連続している可能性は低いことが明らかとなった。

1. はじめに

1945年1月13日に発生した三河地震(M6.8)は、愛知県蒲郡市から額田郡幸田町に至る深溝断層と、幸田町から西尾市に至る横須賀断層を震源とするとされている。津屋(1945)は地震発生間もない時期に、この地震が深溝断層に起因するものであると報告している。その後、飯田・坂部(1972)は、深溝断層がさらに北西に延びていると報告しているが、この延長された部分が現在、横須賀断層と呼ばれている領域である。さらに、飯田・坂部(1972)は高浜撓曲という呼称は用いていないが、碧海台地に撓曲の形で変位を与えている伏在断層が存在すると言及しており、愛知県土木部の水準測量による相対的な変位が最大約40 cmであったと述べている。つまり、飯田・坂部(1972)によると、

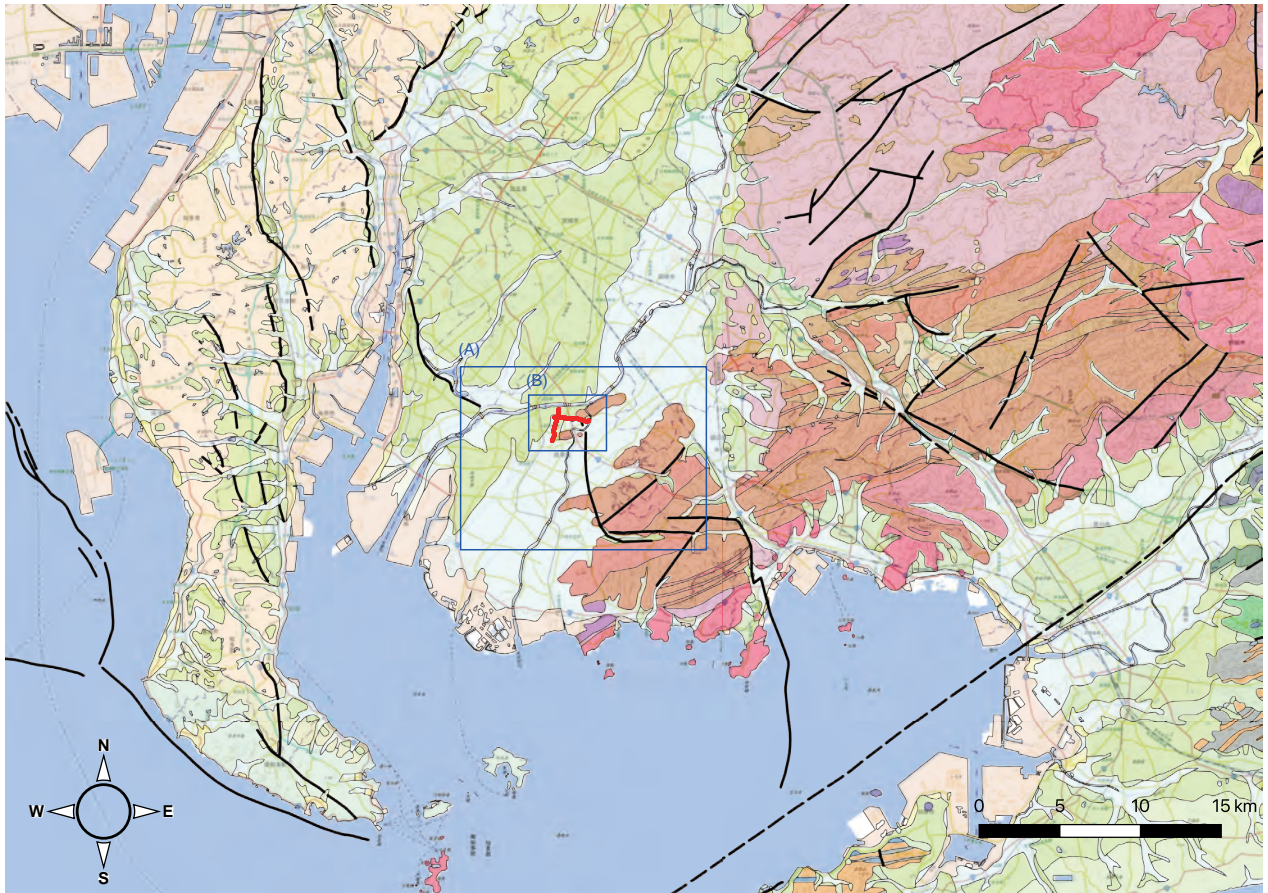
深溝断層から横須賀断層にかけて三河地震の震源断層が地表地震断層として表れているが、断層が伏在している部分も含めると、三河地震の震源断層は深溝断層から横須賀断層を経て高浜撓曲にまで至ることになる。

しかしながら、これらの断層や撓曲を地図上に表示すると、非常に複雑な形状をしていて、なめらかに連続しないことがわかる(例えば、中田・今泉, 2002)。深溝断層は、その南東部ではほぼ南北の走向を示すのに対し、北西部はほぼ東西の走向を示す。また、横須賀断層は、その南東部ではほぼ東西の走向を示すのに対し、北西部ではほぼ南北の走向を示す。さらに、高浜撓曲は断層が伏在しているためその位置が明確に判別されていないものの、ほぼ北西-南東の走向を示し、横須賀断層になめらかに接続するようには見えない。

冒頭で述べたように、今日では三河地震の震源断層は深溝断層と横須賀断層とするのが一般的である。例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004)は、高浜撓曲を含む猿投-高浜断層帯の最新活動は約1万4千年前頃としており、三河地震による活動を認めていない。また、飯田・坂部(1972)は、深溝断層と横須賀断層の総延長が、地震の規模との関係を示すスケールリング則に良く一致していると述べているが、逆に高浜撓曲の長さも含めてもスケールリング則と一致するか疑問が残る。もっとも、地表地震断層と地震の規模のスケールリング則については、伏在部分の扱いに曖昧さがあり、この一致が直ちに三河地震による高浜撓曲の活動を否定するものではない。しかしながら、三河

*Correspondence

1 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)



第 1 図 調査地の概略位置図。国土地理院の電子地形図(タイル)に日本シームレス地質図 V2(産総研地質調査総合センター)を重ねて基図としたものである。長方形 (A) と (B) は、第 8 図と第 2 図の範囲をそれぞれ表す。赤い線は調査路線を示す。

Fig. 1 Location map of the survey target area. Digital topographic map published by Geospatial Information Authority of Japan is overlaid with the seamless digital geological map of Japan (GSJ, AIST). Rectangles (A) and (B) indicate the areas of Fig. 8 and Fig. 2, respectively. Red lines indicate survey lines.

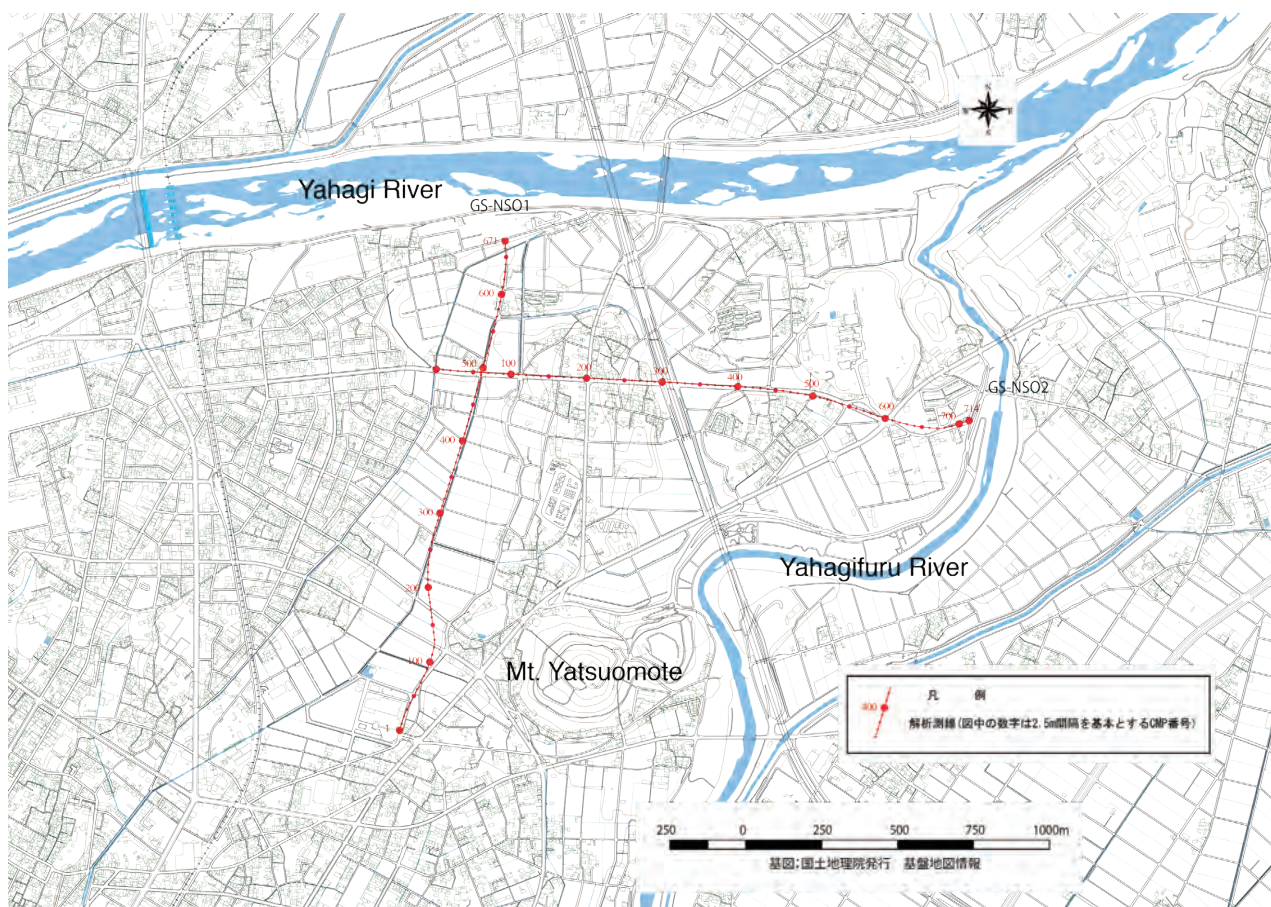
地震において高浜撓曲が活動したことを積極的に支持する報告がこれまでにほとんどないことに留意する必要がある。

一般的に地震による震源断層は、余震分布や初動の極性による発震メカニズム解や地殻変動のデータから推定されることが多い。三河地震については、浜田 (1987) が、「鍵型に曲がった断層を一枚の断層モデルで説明することに、そもそも初めから無理があるといえる」と断った上で詳細に検討している。それによると、初動の極性からだけでは信頼性の高い発震メカニズム解を得ることはできなかったが、「三河地震の第一近似の断層モデルとしては、北西南東の走向を持ち南西に傾斜した左横ずれの逆断層が、余震の分布をはじめとする状況によく調和している」と述べている。彼らの示した断層モデルは、地殻変動のデータを説明するために、断層面を南部の深溝断層付近に配置している。

Kikuchi *et al.* (2003) は、地震波形インバージョンにより震源モデルを推定する際に、浜田 (1987) が提案

した断層面の走向がもっともよくデータを説明できるとして採用している。彼らは、浜田 (1987) が提案した断層面よりも広い範囲を設定してすべり過程を推定したが、その結果は断層の北西部の深部ですべりが大きいものであった。この結果を地表地震断層の位置と比較するにはその精度を考慮する必要があるものの、深溝断層や横須賀断層からは遠く離れ、高浜撓曲の位置及び志向とよく一致しているように見える。一般に、深部の断層面上で生じたすべり変位の、地表で観測される変位に対する影響は大きくないので、Kikuchi *et al.* (2003) によるすべり分布は高浜撓曲での変動の報告がほとんどないという事実とも排他的ではないと考えられる。

横須賀断層の南北走向区間については、地震断層ではなく二次的な地変によるものであるとする説もある (例えば、Ando, 1974)。仮にそうであるならば、地表地震断層とされている、横須賀断層の東西走向区間と高浜撓曲はある程度なめらかに接続することが可能で



第2図 処理測線位置図. 基図は国土地理院の基盤地図情報である. GS-NSO1及びGS-NSO2のCMP位置と番号を赤で示した.
 Fig. 2 Location map of the seismic processing lines. This map is based on the digital map (basic geospatial information) published by Geospatial Information Authority of Japan. GS-NSO1, GS-NSO2, and CMP and the number are indicated with red.

あるように見える. これは, Kikuchi *et al.* (2003) による震源断層モデルとも調和的である. 一方, 杉戸・岡田 (2004) は, 深溝断層から横須賀断層に至る一連の地表変位の記録を丹念に精査した結果, 横須賀断層の南北走向区間が地震を発生させた震源断層が地表に到達したもの, すなわち地表地震断層である可能性が高いとしている. これは, Kikuchi *et al.* (2003) による震源断層モデルとは不調和であり, 杉戸・岡田 (2004) は不調和の要因を特定することが望まれると述べている. この問題の鍵となるのは横須賀断層の南北走向区間, 及び横須賀断層と高浜撓曲の間に存在する断層空白域の地下構造である. そこで, この地域を対象として反射法地震探査を実施することとし, またそのデータを用いて屈折法解析を実施することにした.

2. 調査及び処理の概要

本研究では, 横須賀断層の北端部と高浜撓曲の間に存在する断層空白域を対象とした (第1図). 高浜撓曲の南東側がどこまで確認できるのかは諸説あるが, 地

震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) は愛知県西尾市の市街地までとしている. この端よりもさらに南東側には西尾市街地が広がっており, 横須賀断層までの断層空白域は少なくとも 2 km 以上に及んでいる. この地域で調査を実施するのは容易ではない. 一方, 横須賀断層の南北走向区間の北端についても諸説あるが, 飯田・坂部 (1972) や杉戸・岡田 (2004) によれば, 矢作古川やはぎふるかわが現在の矢作川の本流から別れて南下し, 西に大きく屈曲するあたりまでは確認されているようである. 横須賀断層の北端の北西側は, 一部で宅地化されるなど開発が進んでいるものの, 調査は比較的容易である. そこで, 最初の調査として, 横須賀断層の北端から高浜撓曲への方向を包むように, 2本の測線を設定した (第2図).

なお, 横須賀断層の南北走向区間の調査については, 別途実施した (伊藤・竜沢, 2019). 杉戸・岡田 (2004) によれば, 横須賀断層の南北走向区間における上下変位量は, もっとも大きい場所で 150 cm である. また, 横須賀断層の東西走向区間から深溝断層にかけては累積的な変位を示す地形が認められるのに対し, 横須賀

第1表 主な探査仕様及び使用機器.
Table 1 Survey specification and instruments.

項目	内容		備考
探査手法	P波反射法地震探査		
波動種別	P波		
測線名	GS-NSO1	GS-NSO2	
測線延長 (測点範囲)	1773.9 m (2~704)	1810.7 m (2~714)	測点の区間長
解析測線長 (CMP 範囲)	1675.0 m (1~671)	1782.5 m (1~714)	2.5 m の CMP 間隔の累計
測線方向	南北	東西	
目標探査深度	100 m 以上		
標準発震点間隔	5 m		各測線で 2.5 m 間隔を基本とする稠密発震区間設定。
発震点数	454 点	421 点	トレース編集後。
標準受振点間隔	5 m		障害物がある場合は受振器設置位置をずらし極力設置。
受振点数	350 点	342 点	トレース編集後。
標準収録チャンネル数及び基本展開法	80 チャンネル以上、振り分け		
垂直重合数	3~6 回	3~5 回	同一地点におけるスタック数。
収録記録長	2.0 秒		相互相関後
サンプリング間隔	0.5 msec		
収録様式	SEG-D		
震源	中型ハイブレイカー 1 台		EnviroVibe (IVI 社製)
スイープ周波数	10~120 Hz		
スイープ長	16 秒		両端に 300 msec のテーパ
受振器	速度型地震計 (固有周波数 : 15 Hz、 3 個ゲルビング/地点)		OMNI-2400(Geospace 社製)
収録装置	独立型レコーダー(A/D 分解能 : 24 ビット)		GSX(Geospace 社製)

断層の南北走向区間についてはそのような兆候は地形からは認められないようである。このような小さな変位を検出するには同程度の発震・受振点間隔での調査が必要であり、本研究と異なる仕様での調査を同時に実施するのは非効率的であるためである。

第1表に調査の主な仕様及び使用機器を示す。測線は、ほぼ南北方向の測線 (GS-NSO1) とほぼ東西方向の測線 (GS-NSO2) の2本を設定した。発震・受振点間隔は5mを基本としたが、GS-NSO1 測線南部と GS-NSO2 測線東部など一部で2.5m間隔の稠密発震を行っている。処理は通常のCMP重合法で行った。データ処理に使用した主なパラメタを第2表に示す。なお、静補正量算出のために屈折波を用いたトモグラフィにより表層の速度分布を求め、これにより静補正量を算出し、表層に起因する乱れを補正した。また、これによ

て得られた速度分布は、表層部の地質構造解釈の基礎データとした。第3図及び第4図に、GS-NSO1 及び GS-NSO2 の静補正量算出のために用いた初動走時曲線、表層速度分布及び静補正量をそれぞれ示す。

3. 結果

第5図に、GS-NSO1 で得られた反射断面を示す。上から順に時間断面、マイグレーション後時間断面及び深度断面である。測線の南端は西尾市街地となっており、雑振動によってSN比が低下している。北に向かうにつれて結果は徐々に改善され、CMP150 付近より北側では解釈に耐えうるものと予想される。GS-NSO2 との交点は CMP494 にあたるが、GS-NSO2 を設定した道路は比較的交通量が多く、交点付近のSN比は高くない。

第2表 データ処理に使用した主なパラメータ.
Table 2 Seismic processing parameters.

		GS-NSO1 測線	GS-NSO2 測線	
処理名	パラメータ等			備考
プレフィルタ	バンドパスフィルタ帯域	5~140 Hz	5~140 Hz	
位相補正	—	インパルスに変換するパ レートを設計し適用	インパルスに変換するパ レートを設計し適用	
振幅調整	AGC ウィンドウ幅	150 msec	150 msec	
デコンボリューション	タイプ	ホワイトニング	ホワイトニング	
	自己相関演算用ゲート長	800 msec	800 msec	
	フィルタ長	80 msec	80 msec	
	ホワイトノイズ	5%	5%	
静補正	メッシュサイズ	1.25×1.25 m	1.25×1.25 m	
	初期速度モデル	深度と共に単調増加	深度と共に単調増加	
	最大オフセット距離	400 m	400 m	
	再構成速度範囲	100~5000 m/sec	100~5000 m/sec	最大速度は速度走 時曲線から設定
	トモグラフィ付加条件	速度逆転層許さず	速度逆転層許さず	
	トモグラフィ繰返回数	80 回	60 回	
	置換速度	500 m/sec	500 m/sec	
	標高補正用速度	500 m/sec	500 m/sec	
直達波・表 面波等低減	種類	メディアンフィルタ	メディアンフィルタ	共通発震点及び受 振点ギャザー領域
同上	種類	tau-p フィルタ	tau-p フィルタ	共通受振点ギャザ ー領域
残差静補正	最大許容時間シフト量 (1 回当)	1.5 msec	1.5 msec	補正量自動算出
	繰返し算出回数	3 回	3 回	
重合後断面 後処理	種類	—	—	
マイグレー ション	速度モデル	重合速度を平滑化	重合速度を平滑化	
深度変換	速度モデル	重合速度を平滑化	重合速度を平滑化	

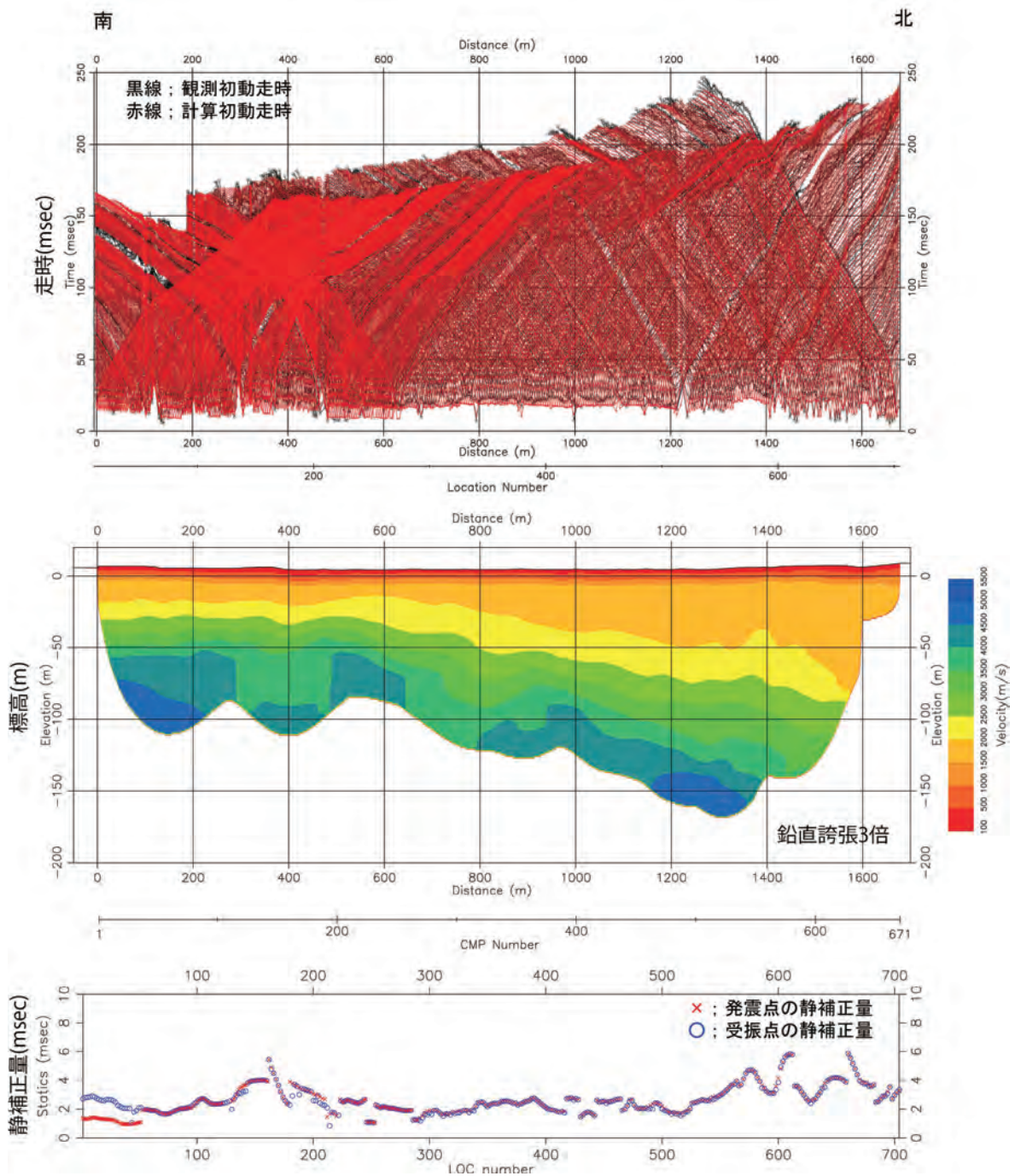
また、CMP550 付近の SN 比の低さは、沿線の変電所由来のノイズの影響が大きいものと考えられる。CMP200 から CMP400 にかけて、時間断面で 50 ms から 70 ms 付近、深度断面で 20 m から 50 m 付近に、北に傾斜したイベントが見られる。

第 6 図に、GS-NSO2 で得られた反射断面を示す。上から順に時間断面、マイグレーション後時間断面及び深度断面である。GS-NSO1 との交点は CMP62 にあたる。東から西に傾斜しているイベントが認識されるが、CMP520 付近よりも東側では浅すぎて、明瞭な結果となっていない。また、測線の西端では、そのまま西に向かって深くなっているのか、あるいは CMP150 付近から徐々に浅くなっているのか、これらの断面からだけでは判然としない。

4. 議 論

4.1 基盤上面深度分布

GS-NSO1 及び GS-NSO2 測線の深度断面及び測線交点で接合した断面を第 7 図に示す。各深度断面は、屈折法解析で得られた速度分布をカラーコンター表示したものの上に、反射法探査の深度断面を構成する波形の正の振幅部分を黒色で塗りつぶすエリア表示とした。反射法地震探査の深度断面図上における基盤上面深度の解釈は、大振幅で連続性の良い最深イベントを最有力候補とし、併せて、屈折法解析結果（速度分布）を参考として解釈した。解釈した基盤上面深度を第 7 図に赤線で示す。なお、GS-NSO1 測線の CMP1 ~ CMP190 付近及び GS-NSO2 測線の CMP450 ~ 714 付近は、測線近傍に基盤が露出していることや屈折法地震



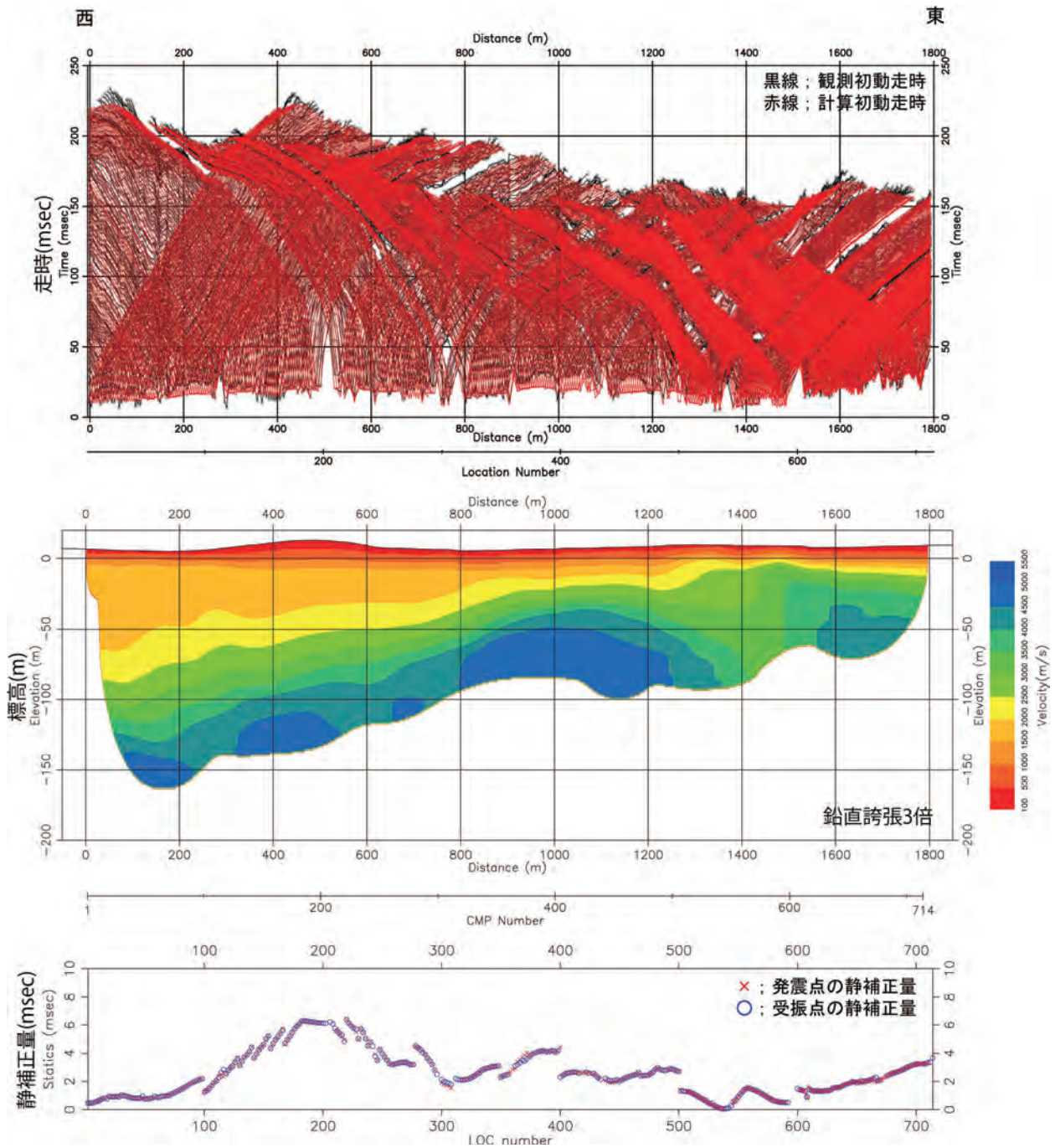
第3図 GS-NSO1 測線の初動走時曲線、表層P波速度分布及び静補正量. 上から初動走時曲線, 表層速度分布, 表層静補正量. 表層の速度分布の縮尺は縦: 横=3:1である.

Fig. 3 First arrival travel time curve of the GS-NSO1 survey line (top), P-wave velocity distribution near surface (middle), and amount of static correction (bottom). Vertical to horizontal scale of the P-wave velocity distribution is 3:1.

探査による速度分布から、基盤が深度 25 m 程度以浅に分布するものと想定され、今回採用した反射法地震探査の仕様(標準発震・受振点間隔 5 m)は、このような浅いイメージ対象に対して十分なものではなかったと考えられる。

基盤上面と解釈した反射イベントの特徴として凹凸

に富むことが挙げられる。両測線ともに、水平方向に 500 m 程度の長さの高まりや窪みが認められる。これは、やつおもて八ツ面山に代表される孤立丘状の地形と同類のものが、地下で基盤上面として反映されているものと考えられる。なお、反射法地震探査の解析で解釈される基盤上面深度は、地質境界や土質・岩質区分境界ではなく、



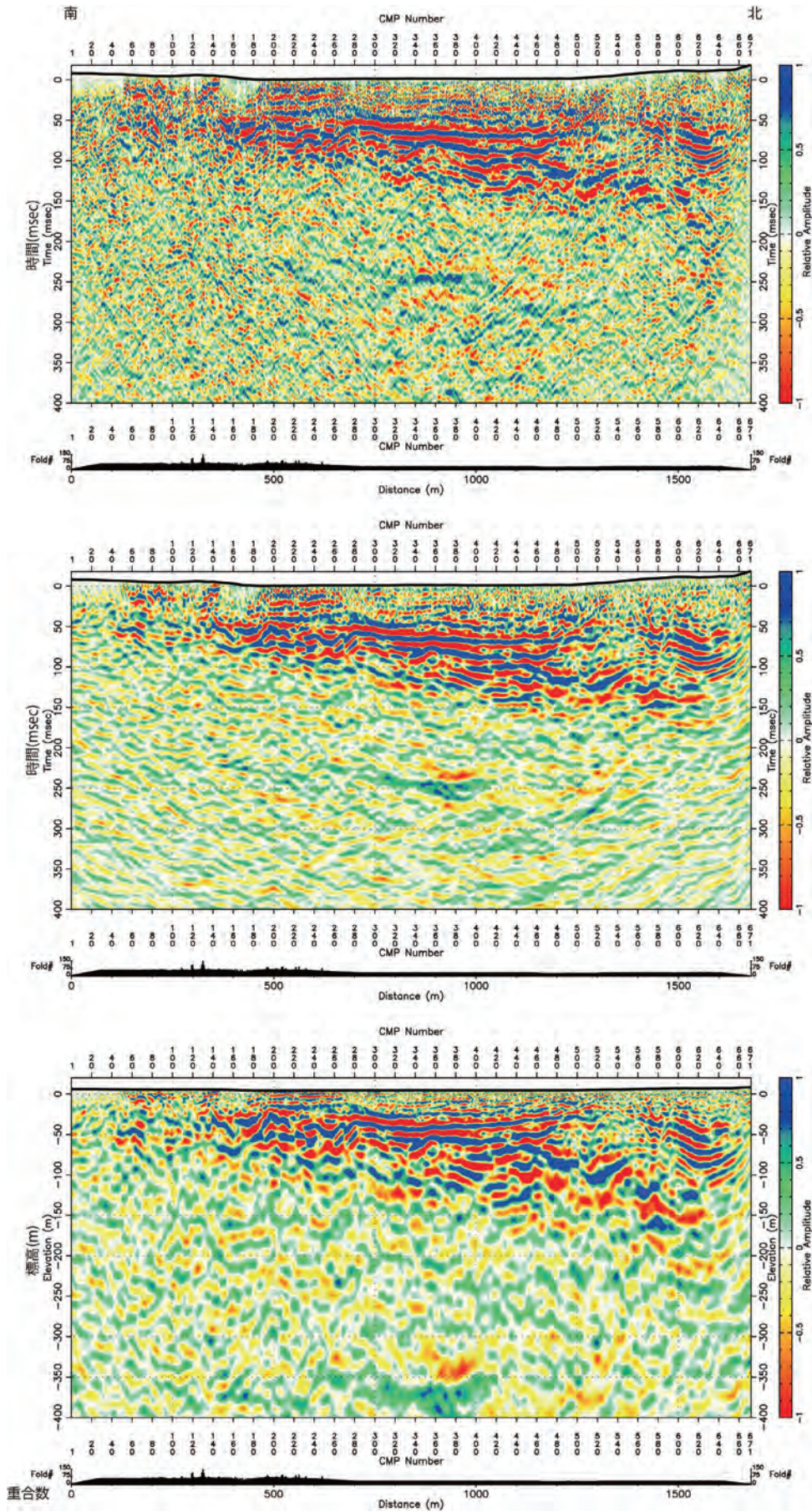
第4図 GS-NSO2 測線の初動走時曲線、表層P波速度分布及び静補正量。上から初動走時曲線、表層速度分布、表層静補正量。表層の速度分布の縮尺は縦：横=3：1である。

Fig. 4 First arrival travel time curve of the GS-NSO1 survey line (top), P-wave velocity distribution near surface (middle), and amount of static correction (bottom). Vertical to horizontal scale of the P-wave velocity distribution is 3:1.

探査の原理から大きな物性境界、すなわち本調査では、領家変成岩の健岩部とその上位の土層等（領家変成岩の風化部を含む）との境界を示す可能性もあることに留意する必要がある。

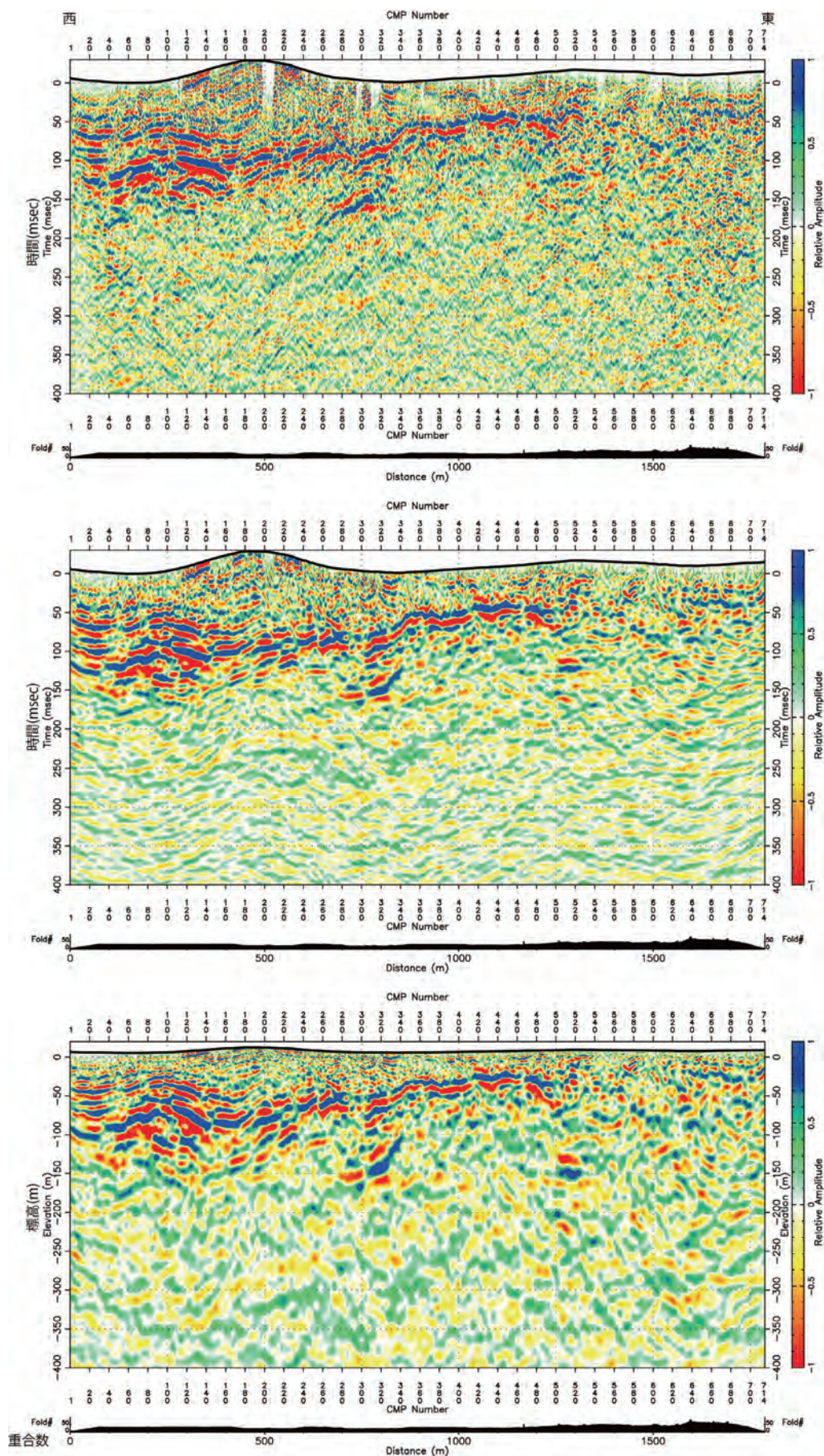
4.2 高浜撓曲及び横須賀断層

本調査の解析測線と高浜断層及び横須賀断層との位置関係を第8図に示す。第1図に示すように、日本シームレス地質図V2（産総研地質調査総合センター）による両断層の走向に関する既知情報からは、高浜断層はGS-NSO1 測線の南部で、横須賀断層はGS-NSO2 測



第5図 GS-NSO1 測線の処理断面 (相対振幅カラースケール表示). 上から時間断面, マイグレーション後時間断面, 深度断面である.

Fig. 5 Seismic profile of the GS-NSO1 survey line with relative amplitude color scale. Top, middle, and bottom profiles are the time profile, the migrated time profile, and depth profile, respectively.



第6図 GS-NSO2 測線の処理断面 (相対振幅カラースケール表示). 上から時間断面, マイグレーション後時間断面, 深度断面である.

Fig. 6 Seismic profile of the GS-NSO2 survey line with relative amplitude color scale. Top, middle, and bottom profiles are the time profile, the migrated time profile, and depth profile, respectively.

線の東部で交差する可能性が高いように見える。一方、第8図に示すように都市圏活断層図「蒲郡」(岡田ほか, 2004)によれば高浜撓曲は西尾市街地まで追跡され、さらにそのままの走向で南東方向に延長されるとするとGS-NSO1測線とは交差しないと予想される。しかしながら、飯田・坂部(1972)が指摘するように、両断層がともに三河地震の震源断層であるならば、高浜撓曲は西尾市街地で大きく屈曲して横須賀断層の北端につながることも考えられ、その場合には、GS-NSO1測線の南部で交差する可能性がある。

前節で述べたように、GS-NSO1測線の南部及びGS-NSO2測線の東部の区間は、共に基盤が浅部に分布するものと考えられ、今回得られた深度断面では連続性の良い明瞭な反射イベントは得られていない。しかしながら、各断層についての延長の可能性を、先の第7図上で、(1)基盤の段差、(2)堆積層中の反射イベントの食い違い、(3)低速度領域の3観点から検討を行う。なお、低速度領域は、繰り返し活動した断層であれば、周囲より速度が低下した破碎領域が形成されることを想定したことによる。

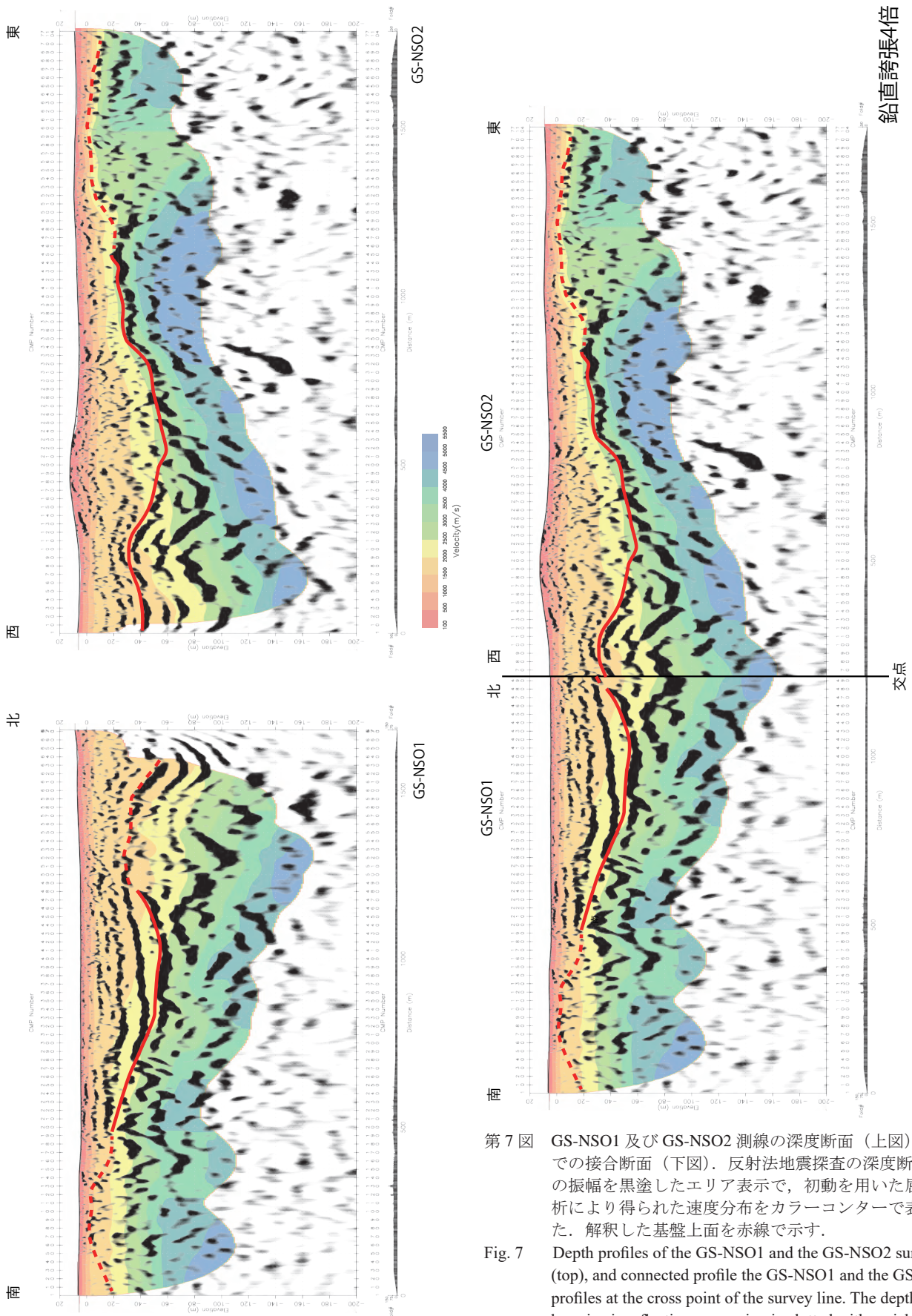
まず、高浜撓曲について検討する。(1)の基盤の段差については、第7図に示すように、GS-NSO1測線において、解釈した基盤上面深度分布には大きな段差は認められない。既存調査(例えば愛知県, 2005)によると南側隆起の段差構造が予想されるが、このような構造は認められない。GS-NSO1測線のCMP190, 270及び350付近では、不明瞭ながらも逆センスの小さな南落ち構造が認められるが、基盤の内部構造(岩相の違いなど)によるものと予想される。(2)の堆積層中の反射イベントの食い違いについては、GS-NSO1測線全域について食い違いの検討に足る連続性の良い反射イベントは数少ない。分断する反射イベントについても大きな食い違いを示唆するものは確認できない。(3)の低速度領域については、屈折法解析による速度分布で、基盤内と想定される速度3,000 m/sのコンター形状からはCMP160付近、330付近を中心に低速度領域が認められる。両領域ともコンターが20 m ~ 25 m程度落ち込む速度低下が小さな領域である。以上をまとめると、速度低下の小さな2つの低速度領域が認められるものの、明瞭な基盤の段差や堆積層中の反射イベントの食い違いは認められず、高浜撓曲の延長を積極的に支持する特徴は認められない。

次に、横須賀断層について検討する。(1)の基盤の段差について、第7図に示すように、GS-NSO2測線において、解釈した基盤上面深度分布には大きな段差は認められない。杉戸・岡田(2004)によると東側沈降の段差が予想されるが、このようなセンスを有する段差構造は認められない。GS-NSO1測線のCMP500付近以

東は基盤を示す反射イベントが不明瞭となるが、測線東端の北方に頂部を有す大郷山麓に位置すること(第2図参照)、屈折法解析による速度分布では高速度域がより地表に近く分布することから、基盤は東側に高まるものと考えられ、横須賀断層について想定される構造とは逆センスとなる。(2)の堆積層中の反射イベントの食い違いについては、第7図に示すように、GS-NSO2測線全域について食い違いの検討に足る連続性の良い反射イベントはほとんどない。分断する反射イベントについても大きな食い違いを積極的に示唆するものは確認できない。(3)の低速度領域については、屈折法解析による速度分布で特徴的な構造は、CMP550付近を中心とする基盤内と想定される低速度領域が存在する。得られている速度分布からは低速度領域は東傾斜しているように見える。屈折法のトモグラフィ解析では、安定した解を得るために逆転層を許さない条件の下で速度分布を得ている。低速度領域の西側の境界は明らかに東に傾斜しているが、東側の境界はほぼ垂直となっている。垂直に見える東側の境界は、上述した拘束条件による見かけ上のものであることが予想され、実際には東に傾斜している可能性がある。この低速度領域が逆断層によるものであると仮定するならば、速度分布からは東側隆起が想定され、既存の調査結果が示す東側沈降と逆センスとなる。以上をまとめると、横須賀断層に対応すると考えられるような顕著な特徴は認められない。もし、高浜撓曲の南東端が横須賀断層の北端に屈曲して連続しているならば、両測線のどこかで断層に起因する構造が認められると考えられるが、今回の調査ではそのような構造は認められなかった。このことは、高浜撓曲と横須賀断層が地下深部で連続していることを否定するものではないが、両者が地表付近まで達し、屈曲して連続している可能性はきわめて低いことを示している。

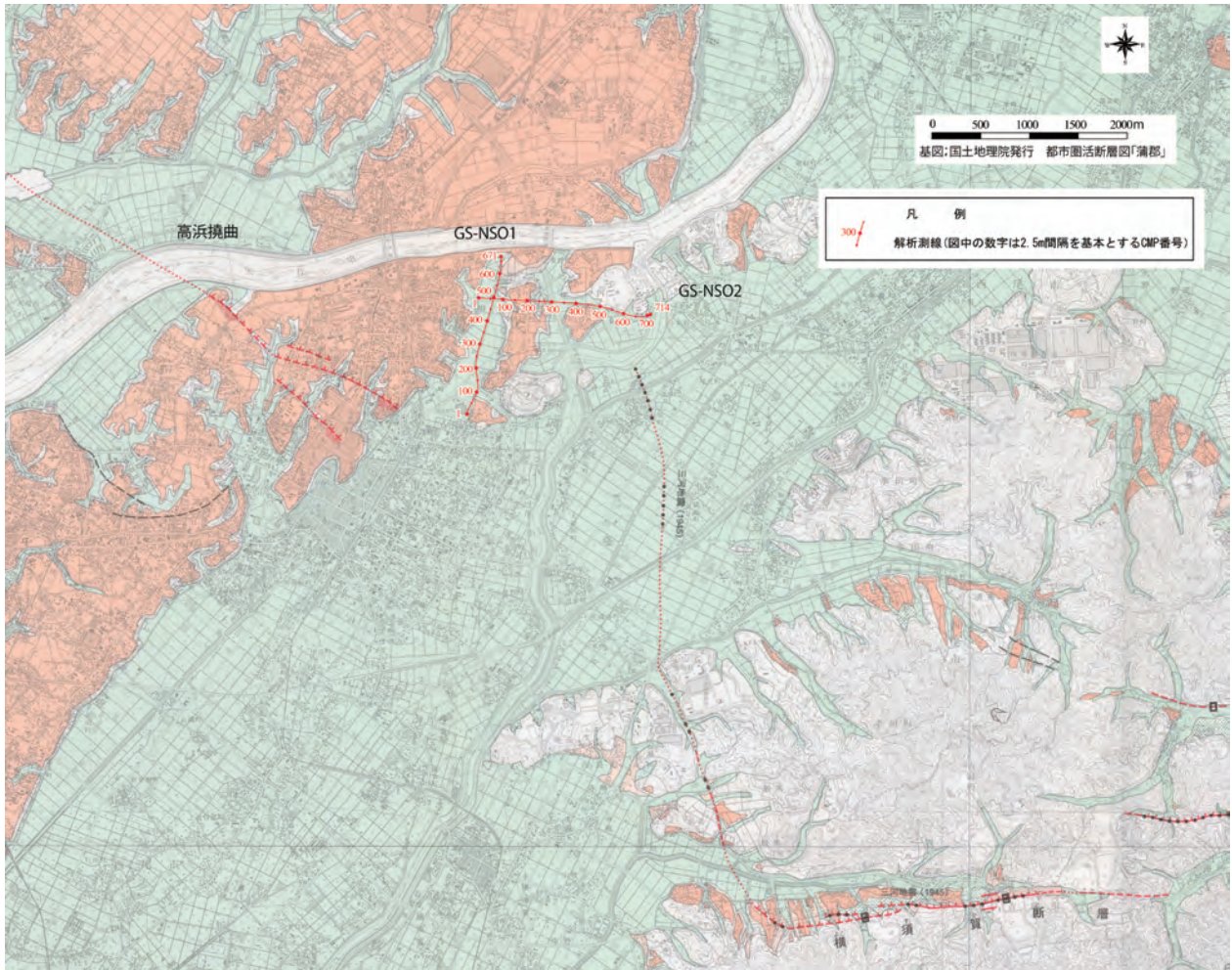
5. まとめ

横須賀断層の南北走向区間、及び横須賀断層と高浜撓曲の間に存在する断層空白域において、反射法地震探査を実施した。また、初動データを用いて屈折法解析を行った。GS-NSO1測線は、高浜撓曲の南東延長部分と必ずしも交差する位置ではないが、高浜撓曲に起因すると考えられる構造は認められなかった。また、GS-NSO2測線においては、横須賀断層に起因すると考えられる構造は認められなかった。高浜撓曲と横須賀断層が地下深部で連続している可能性を否定することはできないが、地表付近の伏在断層として屈曲して連続している可能性はきわめて低い。



第7図 GS-NSO1及びGS-NSO2測線の深度断面(上図)と交点での接合断面(下図)。反射法地震探査の深度断面を正の振幅を黒塗したエリア表示で、初動を用いた屈折法解析により得られた速度分布をカラーコンターで表示した。解釈した基盤上面を赤線で示す。

Fig. 7 Depth profiles of the GS-NSO1 and the GS-NSO2 survey line (top), and connected profile the GS-NSO1 and the GS-NSO2 profiles at the cross point of the survey line. The depth profile by seismic reflection processing is plotted with variable area, and velocity distribution by refraction tomography is indicated with color contour.



第 8 図 本調査の解析測線と周辺の活断層の分布。基図は国土地理院の都市圏活断層図「蒲郡」を使用した。

Fig. 8 Distribution of survey lines and active faults. This map is based on the active fault map in urban area, Gamagori published by Geospatial Information Authority of Japan.

謝辞：西尾市建設部土木課には調査に関して多大なご協力を頂いた。記して感謝の意を表す。

文 献

- 愛知県 (2005) 平成 16 年度 地震関係基礎調査交付金 三河地域堆積平野地下構造調査 (地震探査編) 成果報告書 . 153p.
- Ando, M. (1974) Faulting in the Mikawa Earthquake of 1945. *Tectonophysics*, **22**, 173-186.
- 浜田信生 (1987) 日本列島の内陸部に発生した被害地震に伴う地震活動の再調査とその地震学的意義. 気象研究所報告, **38**, 77-156.
- 飯田汲事・坂部和夫 (1972) 三河地震における深溝断層の延長部について. 地震第 2 輯, **25**, 44-55.
- 伊藤 忍・竜沢篤ノ助 (2019) 反射法地震探査による横須賀断層北端付近の地下構造. 平成 30 年度沿岸域の地質・活断層研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.79, 53-62.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) 屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯の長期評価について. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/04oct_byoubu/ (確認日 2019 年 4 月 12 日)
- Kikuchi, M., M. Nakamura, and K. Yoshikawa (2003) Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms, *Earth Planets Space*, **55**, 159-172.
- 中田 高・今泉俊文 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, DVD-ROM 2 枚・60p, 付図 1 葉.
- 岡田篤正・鈴木康弘・堤 浩之・東郷正美 (2004) 1:25,000 都市圏活断層図「蒲郡」. 国土地理院.
- 杉戸信彦・岡田篤正 (2004) 1945 年三河地震の地表地震断層. 活断層研究, **24**, 103-127.
- 津屋弘達 (1945) 深溝断層 (昭和 20 年 1 月 13 日三河

地震の際現れた一地震断層). 地震研究所彙報,
24, 59-75.